

Secuencias acumulativas en el Complejo Plutónico de Valencia del Ventoso

Accumulative sequences in the Valencia del Ventoso plutonic complex

F. Sarrionandia ⁽¹⁾, M. Carracedo ⁽¹⁾, L. Eguiluz ⁽²⁾ y O. Apalategui ⁽³⁾

⁽¹⁾ Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad del País Vasco, Apdo. 644, 48080 Bilbao.

⁽²⁾ Departamento de Geodinámica de la Universidad del País Vasco, Apdo. 2111, 01006 Vitoria.

⁽³⁾ Área de Paleontología de la Universidad de Extremadura, Avenida Elvas s/n, 06071 Badajoz.

ABSTRACT

In the Valencia del Ventoso plutonic complex it has been detected the basal part of a previous stock formed by cumulates. This accumulative sequence is subdivided in base of textural criteria in five zones, called from the bottom to the upper part Zone I, II, III, IV and V respectively. Textural, modal and mineralogical criteria indicate the existence of at least two chamber recharges. The principal fractionation mechanism that takes place during the early stages is related with continuous convection, but the progressively thermal equilibrium with the host rocks led to crystal settling mechanism. With these two continuous processes, take place eventual processes related with compaction and chamber recharge.

Key words: cumulates, Valencia del Ventoso igneous complex, Ossa-Morena Zone, Badajoz.

Geogaceta, 37 (2005), 43-46

ISSN: 0213683X

El complejo plutónico de Valencia del Ventoso (CPVV), localizado en el sur de la provincia de Badajoz, se emplaza en el núcleo del antiforma de Olivenza-Monesterio, en la zona central de la Zona de Ossa-Morena (Fig. 1a). Pons (1982) considera que este complejo ígneo es el resultado de la yuxtaposición de tres macizos plutónicos, que denomina, de norte a sur: Medina de las Torres, Valencia del Ventoso y Cortijo del Pozuelo (Fig. 1b). Los dos primeros se emplazan con anterioridad al de Valencia del Ventoso, el cual muestra una zonación inversa, con una parte central formada por gabros, dioritas y monzodioritas, y una zona externa representada por granitos. Por último, se produce la intrusión tardía de diques ácidos (aplititas y riolitas) con una dirección predominante E-O. Todo el proceso se desarrolla en una situación sintectónica con respecto a las fases principales de deformación hercínica (Pons, 1982).

Un reciente estudio de detalle ha revelado la existencia, dentro del conjunto de rocas básicas que constituyen la parte central del plutón de Valencia del Ventoso, de varias facies que pertenecen a un cuerpo ígneo previo al que se le ha denominado «stock de Valencia del Ventoso» (SVV). En este trabajo se expone el mapa geológico del SVV, con sus características petrográficas y estructurales.

Cartografía y petrografía

Los afloramientos más extensos del SVV están situados hacia el norte del pueblo de Valencia del Ventoso (Fig. 1c), mientras que hacia el sur aflora en pequeñas masas dispersas, que se pueden encontrar hasta una distancia de 4.5 Km (Mapa Topográfico Nacional, Esc. 1:50.000 de Jerez de los Caballeros (875) y Fuente de Cantos (876)).

El SVV sólo contacta con materiales del encajante pertenecientes a la Formación Torreárboles en su borde oriental, los cuales aparecen migmatizados por metamorfismo térmico. El resto del stock está intruído, aún en estado magmático, por el PVV, que rompe y disgrega a las rocas del SVV, generándose en el contacto entre ambos complejas zonas de mezcla de escala cartográfica. Posiblemente, en el nivel de exposición actual, sólo es observable la parte basal del SVV, aunque completamente desfigurada por la intrusión del PVV. Esta parte basal está formada por rocas que exhiben estructuras y texturas de origen acumulativo. Sin embargo, su mineralogía cualitativa es bastante uniforme, aunque difieren en su composición modal y en sus texturas. En base a estas diferencias se han definido cinco Zonas (I a V) constituidas, cada una de ellas, por facies con rasgos texturales muy similares.

Zona I: *adcumulados gabrodioríticos*

Afloran en los sectores más meridionales (Fig. 1c), intercalados a modo de megaenclaves dentro de diversas facies del PVV. Son rocas melanocráticas a ultramáficas, con estructura bandeada y fábrica planar, puestas de manifiesto por laminaciones y estratificaciones centimétricas a decimétricas paralelas, con contactos netos y escaso desarrollo lateral. El *layering* es modal y de fase (éste último definido por piroxeno (Px), rutilo (Rut), anfíbol (Anf), feldespato potásico (FdK) y plagioclasa (Plg)). En algunos casos se observan *pipes* de líquido residual expulsados por compactación que cortan perpendicularmente a la estructura bandeada.

Fases cúmulus: Plg I, Anf I, \pm Opx como minerales mayoritarios; y por Mgt, Ap, \pm Rut como accesorios. Fases intercúmulus: Bt I, Qz y Esf I (\pm Anf II, \pm FdK, \pm Plg II). Fases secundarias: sericita, caolín, clorita, esfena, cuarzo y epidota. En el estadio postcúmulus se produce una compactación de la trama cristalina, deformando por aplastamiento parte de las fases cristalizadas (Bt I, Ap, Anf I y Plg I), y produciéndose fenómenos de presión-disolución en la Bt I y en los contactos Plg I-Bt I, frecuentemente interdentados. También se producen, durante esta etapa, una serie de procesos reaccionales que conducen a: 1) la deses-

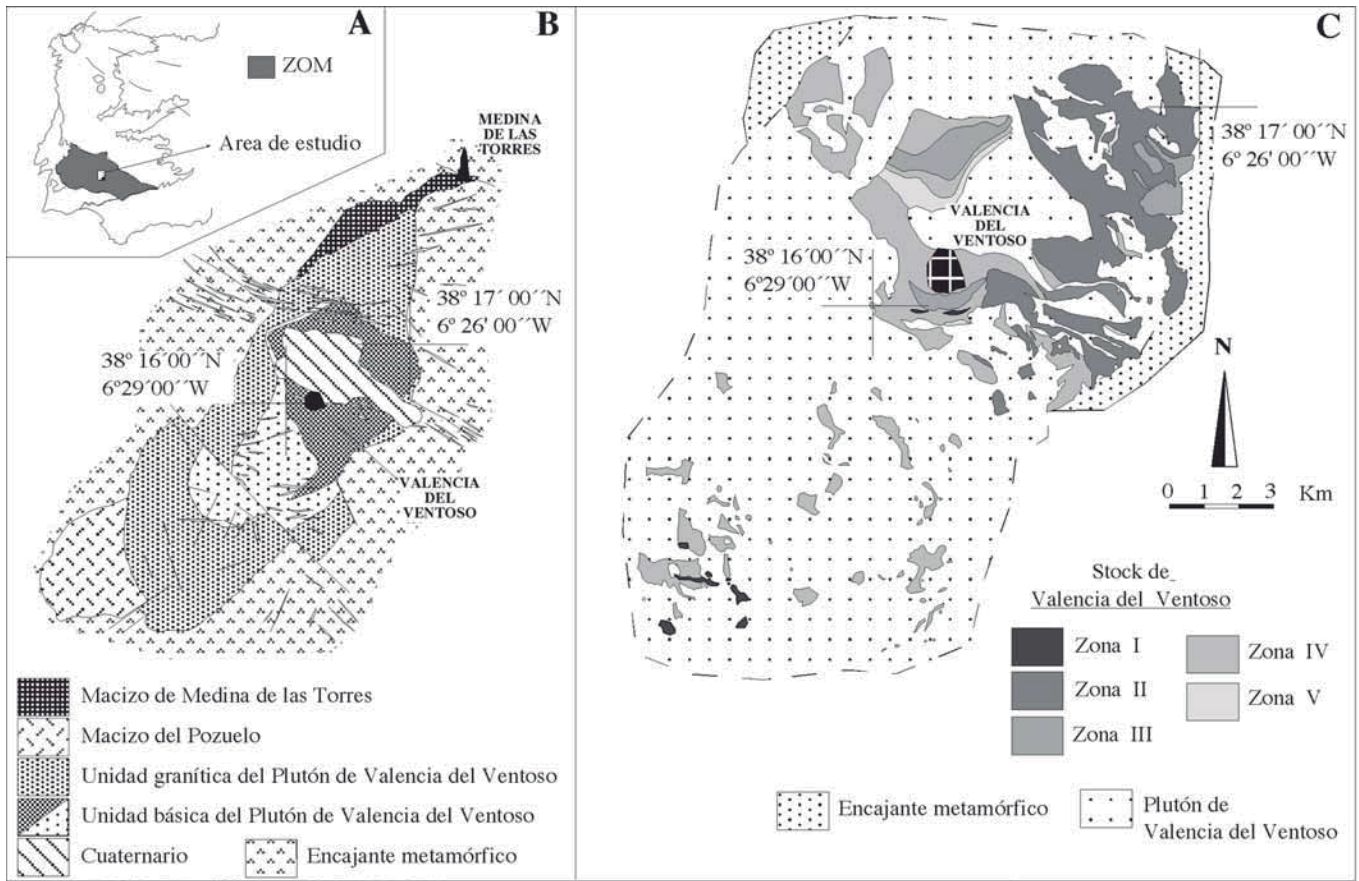


Fig. 1.- A) área de estudio; B) subdivisión propuesta por Pons, J. (1982) para el complejo plutónico de Valencia del Ventoso; C) mapa geológico del stock de Valencia del Ventoso.

Fig. 1.- A) study area; B) Pons, J. (1982) proposed subdivision of the Valencia del Ventoso plutonic complex; C) geological map of the Valencia del Ventoso stock.

tabilización incipiente del Opx en Anf III, Bt II y óxidos; 2) la transformación del Anf I en Bt III o Esf II y 3) la formación de epidota a partir de la Plg; y 4) ligeras corrosiones por parte de los félsicos intersticiales sobre Anf I, Esf I y Plg I.

Zona II: ortoacumulados cuarzomonzodioríticos

Afloran sobre todo hacia el oeste de Valencia del Ventoso, donde intruyen al encajante Precámbrico (Fig. 1c). La intrusión de magmas básicos del PVV genera importantes zonas de mezcla dentro de este sector. Son rocas mesocráticas de estructura masiva, con una ligera fábrica planar, en las que el layering (de escala métrica y de contactos netos) es modal y textural. Aunque no existe un layering de fase, el comportamiento de cada fase, es decir, que sea acumulativa o no, varía también de unos niveles a otros.

Fases cúmulus: Plg, Anf I y Px, como mayoritarias, y Mgt, Py, Ap y Zr como accesorias. Fases intercúmulus: Anf II, Esf I, FdK y Qz, que puntual-

mente definen dominios heteroadcumulados. Fases secundarias: clorita, epidota, esfena, sericita y caolín. Dentro del estadio postcúmulus se produce: 1) la transformación del Px a Anf III, y del Anf I a Bt; y 2) una ligera corrosión en algunas fases cúmulus por parte de los líquidos intercúmulus.

Zona III: mesoadcumulados cuarzodioríticos

Aflora en la parte sur y norte de Valencia del Ventoso (Fig. 1c). Son rocas mesocráticas, en ocasiones con estructura masiva y fábrica aparentemente isótropa. El layering es modal, de potencia métrica a milimétrica (laminación), paralelo, y con contactos graduales y netos. Existen puntualmente adcumulados de Plg y Anf II de potencia milimétrica (4 – 6 mm). Las fases félsicas intercúmulus desarrollan microtexturas poiquilíticas que originan heteroadcumulados locales.

Fases cúmulus: Plg, Px y Anf I, como fases esenciales, y por Ap, Mgt, Py y Zr como accesorias. Fases intercúmulus:

Anf II, Qz y FdK. Fases secundarias: sericita, caolín, epidota, clorita y esfena. Durante la etapa postcúmulus tiene lugar: 1) el recrecimiento e interdentación de la Plg, la transformación del Anf I a Bt, el reemplazamiento casi total del Px por Anf III y el recrecimiento del Anf I y el Anf III, en forma de Anf II.

Zona IV: mesoadcumulados cuarzodioríticos masivos

Es la más extensa, los afloramientos rodean al pueblo de Valencia del Ventoso y se extienden hacia el noroeste (Fig. 1c). Son rocas mesocráticas caracterizadas por la presencia ocasional de oikocristales de feldespato potásico y, en menor medida cuarzo, que definen localmente heteroadcumulados. Las facies que la integran carecen de estructuras bandeadas y fábricas planares a escala de afloramiento, pero su heterogeneidad modal y, en menor medida, textural y mineralógica (presencia o ausencia de Clpx), hacen suponer que el layering es de escala métrica, y probablemente con bordes graduales.

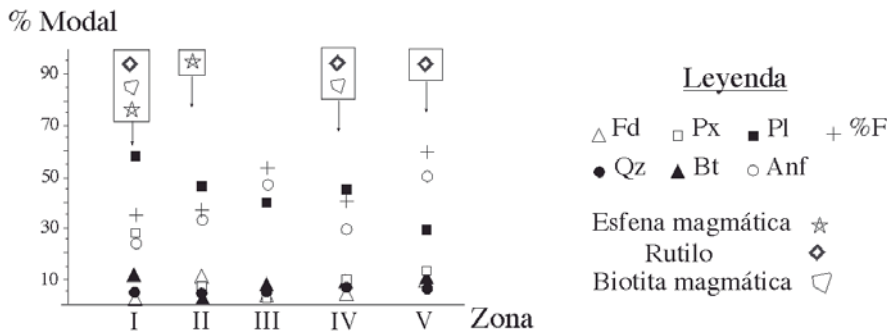


Fig. 2.- Variación modal de los principales minerales y del índice de color (%F), a lo largo de la secuencia acumulativa. También se indican la aparición en cada zona determinada de la esfena magmática, rutilo y biotita magmática.

Fig. 2.- Modal variations of the principal minerals and color index (%F) along the accumulative sequence. The appearance of magmatic sphene, rutile and biotite in each zone is also indicated.

Fases cúmulus: los esenciales varían, unas veces es Clpx+Plg I y otras Plg I+Anf I; mientras las fases cúmulus accesorias son siempre las mismas: Ap, Mgt, Py, Zr y Rut. Las fases intercúmulus son Plg III, Anf II, FdK, Qz, y en algunas facies, Bt I. Fases secundarias: esfena, epidota, clorita, caolín y sericita. Las fases cúmulus, Plg I y Anf I recrecen (Plg II y Anf II) mostrando ligeras interdentaciones, por lo que pierden parte del idiomorfismo original. Parte de la textura original queda fuertemente trastocada por las transformaciones que se desarrollan en el estadio postcúmulus (Clpx a Anf III, y Anf I y II a Bt II y III, respectivamente).

Zona V: ortoacumulados cuarzomonzodioríticos oikocristalinos

Tiene escasa representatividad cartográfica, y aflora en la parte septentrional del stock (Fig. 1c). Son rocas mesocráticas, con estructura masiva y fábrica aparentemente isotropa, que presentan llamativos oikocristales idiomorfos de anfíbol, conocidos en la toponimia local como «Ojos de Culebra». El layering es modal, textural y de fase (definido por Rut y Px). Las fases cúmulus esenciales son: Anf, Plg y Clpx; y las accesorias: Ap, Zr, Mgt, Py y Rut. Las fases intercúmulus son: Qz y Fd K, definiendo éste último en zonas puntuales heteroadcumulados. Las fases secundarias son: saussurita, sericita, caolín, esfena, clorita y epidota. Se observan los siguientes procesos postcúmulus: 1) ligeros recrecimientos de la Plg y del Anf; 2) ligeras corrosiones de algunas fases cúmulus por parte de los líquidos félsicos intercúmulus; 3) la transformación del Clpx a Anf II y 4) la transformación del Anf I a Bt.

Consideraciones genéticas

El muro de la secuencia se corresponde con la Zona I, y progresivamente se avanza hacia el techo por medio de las Zonas II, III, IV y V. Las razones principales para asignar la posición basal a la Zona I son: 1) su disposición marginal dentro del SVV, 2) contiene las paragénesis minerales más básicas, y 3) es la única donde existen claras evidencias de deformación de las fases cúmulus por compactación.

Los cálculos realizados a partir de la cartografía indican que la Zona I tiene una potencia comprendida entre 130-170 m, y la Zona IV unos 275 m. Por otro lado, desde la base de la secuencia hasta el techo, se han obtenido valores de 2800 m. Este último dato parece excesivo para un stock de dimensiones tan reducidas, lo que posiblemente indica la existencia de repeticiones de los distintos tramos de la serie primitiva, forzadas por la intrusión posterior del PVV.

Atendiendo al comportamiento de las fases minerales y la moda (Fig. 2), se infiere la existencia de dos tramos. El inicial comienza en la Zona I y acaba a techo de la Zona III. El segundo comienza a muro de la Zona IV y culmina con la Zona V. Los dos tramos tienen iguales características: decrecimiento progresivo en la proporción modal de plagioclasa, piroxeno y biotita a medida que se asciende en la columna acumulativa, y enriquecimiento simultáneo en la proporción modal de feldespato potásico y anfíbol. El índice de color (M) decrece de muro a techo dentro de cada tramo. El cuarzo se mantiene constante, con un ligero repunte a muro del segundo tramo, y la biotita magmática, paradójicamente, sólo aparece en las Zonas I y IV, esto es, en los nive-

les que marcan el inicio de ambos tramos. El ortopiroxeno sólo aparece en la Zona I; la esfena magmática en las Zonas I y II; el rutilo en las Zonas I, IV y V.

Entendiendo que los mesoacumulados implican un sistema (fases cúmulus + líquido intercúmulus) abierto, y los ortoacumulados cerrado (Hunter, 1996), la zona de transición de los dos tramos antes señalados (Zonas III y IV) detectan un cambio en el comportamiento del sistema que afecta a toda la cámara magmática, y que hace que el sistema pase de cerrado a abierto y termine cerrándose de nuevo. Por otro lado, los llamativos oikocristales de anfíbol I («ojos de culebra») aparecen en la Zona III de forma esporádica y van siendo más abundantes y de mayor tamaño hacia las zonas IV y V. Estos oikocristales pueden ser indicativos de un progresivo descenso en la tasa de nucleación (Jackson, 1961), lo que se traduce en una estabilización de la temperatura de sistema.

La existencia de los dos tramos induce a proponer la existencia de al menos dos recargas magmáticas. La variación en la composición modal en cada uno de los tramos señalados sugiere que la evolución de estos pulsos magmáticos está controlada fundamentalmente por la fraccionación de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno, mientras que los líquidos diferenciados se enriquecen progresivamente en anfíbol y feldespato potásico.

Posiblemente serán varios los mecanismos acumulativos que han tomado parte en la generación de cada zona, pudiendo realizarse una primera aproximación en base a las texturas, estructuras y moda mineralógica.

La pequeña dimensión de la cámara hace que el calor se pierda fundamentalmente por el techo, creándose una convección caótica con la formación de las secuencias acumulativas en el fondo de la cámara magmática (Martin *et al.*, 1987). Bajo estas condiciones, y dado que posiblemente la suspensión es aún diluida, es muy difícil la decantación de cristales discretos, de manera que en los puntos donde se alcance una concentración crítica de cristales habrá una sedimentación en masa (Sparks *et al.*, 1993). Este mecanismo de convección continua forma las Zonas I y II, caracterizada por el layering bien definido pero de escaso desarrollo lateral, indicativo de este que mecanismo opera a escala local, aunque en la Zona II el layering cada vez es más potente y continuo. Durante el proceso acumulativo tiene lugar la compactación

en la Zona I que conduce a la formación final de los acumulados (McBirney y Hunter, 1995). Algunos de los líquidos expulsados (*pipes*) percolan en la trama de cristales superiores que se encuentran más calientes (Zona II), facilitando procesos de disolución y/o reemplazamiento de la Zona II, y absorbiendo además parte del calor y moderando los gradientes térmicos y químicos (McBirney, 1987; 1995).

El *layering* (de escala métrica y mal definido) de las Zonas III y IV, está condicionado por el proceso de recarga, mecanismo que requiere la constatación de que la base de cada ciclo está representada por una mineralogía y composición más «primitivas» (Huppert y Sparks, 1980), tal y como se observa en la figura 2. La existencia de mesoacumulados (Zonas III y IV) implica el crecimiento intersticial de las fases cúmulus una vez depositadas mediante la renovación constante del líquido intercúmulus. Esto se puede dar cuando el ratio de solidificación es lento, o cuando es efectiva la convección a través de la pila de cristales (Sparks *et al.*, 1985), hecho probable dado que no existen los gradientes termales tan acusados como en el momento del emplazamiento del

primer pulso. El *layering* se puede generar en respuesta a las variaciones en el índice de percolación de unos puntos a otros, bajos índices de percolación pueden dar lugar a mesoacumulados (Petersen, 1987). Este mecanismo genera secuencias con escasa fraccionación geoquímica y con evidencias de un gran contenido de líquido intercúmulus atrapado (Naslund y MacBirney, 1996). Finalmente, el reequilibrio térmico con el encajante favorece la caída gravitacional, con una nucleación y crecimiento continuo de los oikocristales de anfíbol (Goode, 1976) de la Zona V, y el desarrollo de una estructura masiva.

Agradecimientos

Este estudio ha sido cofinanciado por los Proyectos PB97-0612 del Ministerio de Educación y Cultura y MAT-2000-0142-P4-06 (GEOEX).

Bibliografía

- Goode, A.D.T. (1976). *Journal of Petrology*, 17, 379-397.
- Huppert, H.E. y Sparks, R.S.J. (1980). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 75, 279-289.
- Hunter, R.H. (1996). En: *Layered Intrusions* (R.G. Cawthorn, Ed.). Elsevier, 77-101.
- Jackson, E.D. (1961). *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 358, 1-106.
- Martin, D., Griffiths, R.W. y Campbell I.H. (1987). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96, 465-475.
- McBirney, A.R. (1987). En: *Origins of Igneous Layering* (I. Parsons, Ed.). Dordrecht: Reidel, 437-452.
- McBirney, A.R. y Hunter, R.H. (1995). *Journal of Geology*, 103, 114-122.
- Naslund, H.R. y MacBirney, A.R. (1996). En: *Layered Intrusions* (R.G. Cawthorn, Ed.). Elsevier, 1-43.
- Petersen, J.S. (1987). En: *Origins of Igneous Layering* (I. Parsons, Eds.). Dordrecht: Reidel, 505-526.
- Pons, J. (1982). *Un modele d'évolution de complexes plutoniques: gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne)*. Tesis doctoral, Univ. Paul Sabatier (Toulouse), 451 p.
- Sparks, R.S.J., Huppert, H.E., Kerr, R.C., McKenzie, D.P. y Tait, S.R. (1985). *Geological Magazine*, 122, 555-568.
- Sparks, R.S.J., Huppert, H.E., Koyaguchi, T. y Hallworth, M.A. (1993). *Nature*, 361, 246-249.